

グレート・ベースンの地熱資源

—地熱流体の涵養の問題を巡って—

陶山 淳治¹⁾

1. はじめに

地熱系の熱源、貯留構造とともに、系全体に関与する流体の挙動の問題は重要な課題である。熱エネルギーについては、永年地熱開発が行われたところでも、開発によって取り出された熱量はそこに潜在する熱量の10%を出ていないと考えられる(森, 陶山, 1980)。地熱開発による熱エネルギーの涸渇を心配し、熱の奪い合いから開発に反対することは意味がない。地熱流体については、地熱開発によって、近くの温泉が枯れてしまうのではないかという不安から、地熱開発に反対しようとする風潮が生まれることがある。後に述べるように、地熱発電は、通常の化石燃料のように、燃焼その他の物理化学的反応によって地熱流体を消費するものではない。発電の過程では質量は保存されている。復水器でえられる蒸気の凝縮水が地下へ還元されれば、質量収支の均衡は保たれる。地熱開発地域に限定して考えれば、系外へ失われるものに冷却塔で蒸発する冷却水の一部がある。これとても他の蒸発散量とともに、最終的に降水となって地球へ戻ってくる。しかしながら、限られた空間と時間内で、その収支を議論することは難しい。地熱流体を循環水の一つと考え、その涵養・浸透へのアプローチをつづけることが、涸渇に対する不安の解消に役立つものだと考える。

ここに、乾燥地域ではあるが、既に475.5 MWの地熱発電設備が稼働しており、近い将来さらに2,000 MWの設備の稼働が期待されている、アメリカ西部のグレート・ベースンでの地熱流体の涵養についての研究の一端を紹介する。ここでは、地熱流体の起源について、現在の降水とする説と更新世後期の降水とする説とがある。この問題は地熱流体の地下での滞留時間および浸透速度とも関連する興

味あるものであり、地熱流体の挙動についての今後の研究に対し、参考となれば幸いである。

2. 地熱発電における質量収支

地熱発電は蒸気タービンに乾き蒸気を送り込み、タービンの入口と出口での蒸気のもつエンタルピー差が仕事をする。その際、タービン内では質量の発生、消費はなく出入口で質量流量は一定であり、質量流量(蒸気流量)と出入口での蒸気のエンタルピー落差によって出力が決まる。

第1図および第2図は、それぞれラルデロ地熱発電所3号機とガイザース地熱発電所の熱および質量バランスを示したものである(地熱調査会, 1971)。質量収支の観点から第1図をみると、タービン入力蒸気量116.16 t/hは、復水器で凝縮した飽和水112.16 m³/h(5,412.16 m³/h-5,300 m³/h(冷却水))と一次ガス冷却器よりガス抽出器で不凝縮性ガスおよび空気とともに抽出される4,000 kg/hの蒸気との間で質量は保存されている。

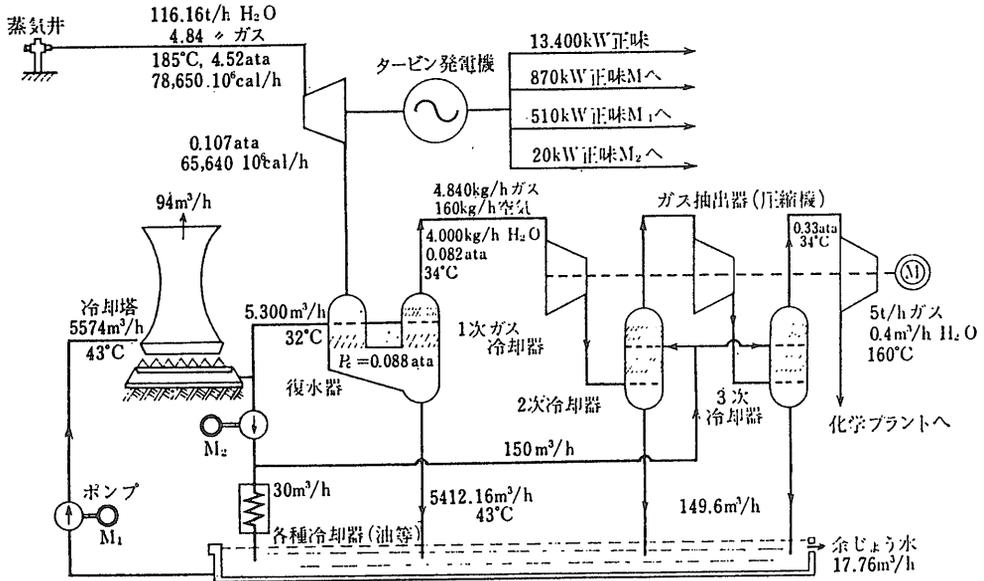
一方、復水器および各種冷却器に使用して温度の上昇した43°Cの冷却水は冷却塔に導かれて冷却される。43°Cの水5574 m³/hを周囲25°C、相対湿度60%の条件下で自然通気により冷却塔で31°Cまで冷却する際に、94 m³/hの水が冷却塔から蒸発によって大気中へ失われる(ENEL, 1976)。

冷却塔から失われる水量94 m³/hは冷却用水量5574 m³/hの1.68%であるが、タービン出口で復水された飽和水量112.16 m³/hの83.8%に相当する。

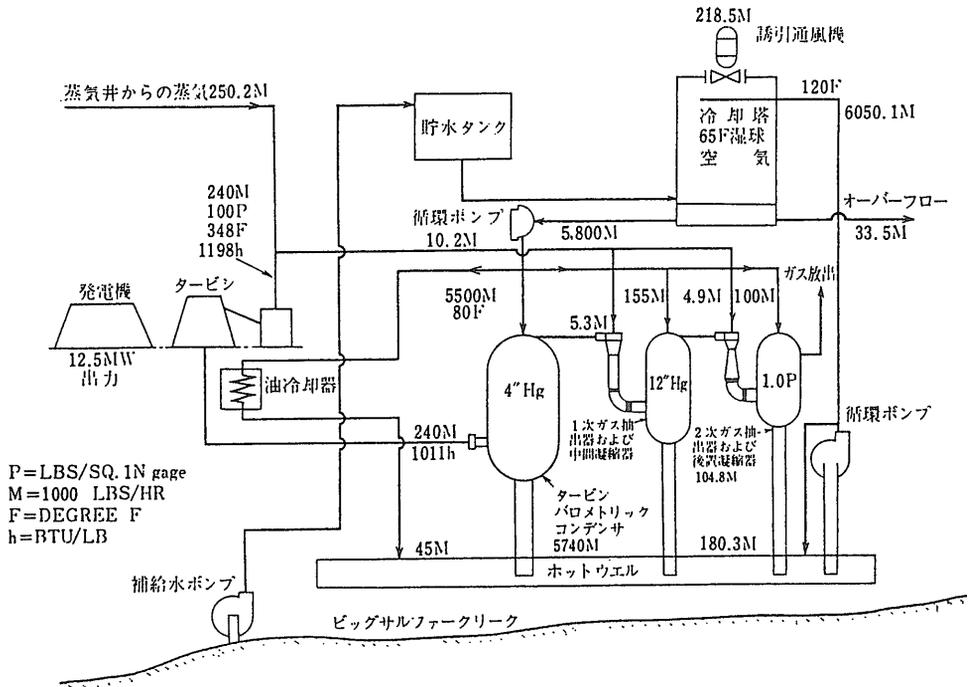
第2図で示したガイザース地熱発電所の場合、タービン入口の蒸気量108.86 t/h(240・10³lbs/hr)はタービン出口蒸気量および復水器でえられる飽和水量と等しく、質量は保存されている。しかし、

1) ネバタ大学ラスベガス校ハリー・ライド環境センター客員教授：〒113 東京都文京区湯島4-3-15

キーワード：地熱発電，質量収支，地熱系，地熱流体の涵養，同位体組成，古気候，地熱流体の年令。



第1図 ラルペレロ地熱発電所3号機の系統図
(地熱調査会(1971)による)



第2図 ザ・ガイダース地熱発電所(12.5 MW 発電所)の系統図
(地熱調査会(1971)による)

48.8°C(120°F) に上昇した冷却水2744.3 t/h(6050.1・10³lbs/hr)を設計湿球温度18.3°C(65°F)の強制通風式の冷却塔で26.6°C(80°F)まで冷却する際に、99.1 t/h(218.5・10³lbs/hr)の水が蒸発によって失われる。冷却塔から失われる水量は冷却用

水量の3.61%であるが、タービン入口蒸気量の91.0%に達する。

比較的温暖・多湿の気候条件下にあるわが国では、地域の差、年毎の差はあるものの、少ない年でも、700 mm/年から800 mm/年の降水量があり、

全般的には1,000 mm/年以上の降水量がある。なかでも地熱地域は山地にあり、豊肥地域での1981~1983年の間の降水量が南小国で2,000~2,600 mm/年、野上で1,900~2,400 mm/年、豊後玖珠で1,900~2,400 mm/年であり、平均して2,000 mm/年と云われている(川村, 1985)ように、比較的豊富な降水量に恵まれている。ちなみに、アイルランドのレイキャビック(Reykjavik)で平均降水量は784.9 mm/年、イタリアのピサで904 mm/年、サンフランシスコで519 mm/年である(理科年表・1992)。ところで、アメリカ西海岸の地熱地帯をみると、山岳部のイエローストーンで平均444 mm/年、ソルト・レイク・シティで401 mm/年と比較的豊まれた降水量があるものの、コス(Coso)地熱発電所の近くのビショップ(Bishop)で142.49 mm/年、ガイザースでは年間約150 mmの降水量で、降水は12~2月に集中する(大谷ほか, 1991)。内陸のグレート・ベースン内に入ると、降水量は一段と少なくなり、ディクシー・バレー(Dixie Valley)発電所付近では、年平均降水量は127 mmである。このように、年間降水量の少ない地熱地域では、地熱流体の質量収支の研究は大切な問題とされている。(Karst G. B. et al., 1988)。

通常の蒸気原動機では復水器を出た飽和水は給水ポンプにより加圧されてボイラーへ送り返され、ここで等圧加熱されて飽和蒸気となり、再びタービンに入る。冷却の問題は復水器からえられる飽和水とは別に考えられ、処理されている。これまでの地熱発電では、復水器からえられる飽和水が地熱熱水系に戻されず、冷却水の一部として使用されている。先に述べたように、冷却水は冷却の過程で、その一部が冷却塔より蒸発し、地熱熱水系の外へ向うことによって地熱熱水系の質量収支の均衡がくずれる。しかし、もしも蒸発した水蒸気が雲となり、それが凝縮落下し、降水の一部として地下へ浸透すれば、理屈の上では質量収支の均衡はくずれないこととなる。従って、地熱熱水系の質量収支の問題を面的に広い範囲で、長いタイム・スパンで考えてみたら、どうなるであろうかという素朴な疑問が生まれてくる。

この疑問に答えてゆくためには、地熱流体の涵養のメカニズム、降水の浸透経路と浸透速度、循環する水の滞留時間等々、正に水循環に関わる基本的問

題についての知識を増やすことが必要とされる。

3. グレート・ベースン(Great Basin)の地熱系

3.1 グレート・ベースン地形区

グレート・ベースンはネバタ州とユタ州西半を中心に広がる内陸排水盆を形成する地形区である。第3図に示したように、東南部をコロラド高原(Colorado Plateau)、東部をロッキー山脈中部、北部はコロンビア高原およびスネーク・リバー平原(Snake River Plain)で境され、西部はシエラ・ネバタ(Sierra Nevada)に接する。この地域は、その一部を第4図に示したように、一連の東~北東方向を向く山脈(Range)と谷間(流域盆地)(basin)とによって特徴づけられている。山脈は一般に巾8~24 kmで、これに隣接する流域盆地よりも300~1,500 m 高度が高く、流域盆地の巾は山脈のそれとほぼ同程度である。北部および中部の山脈部の高度はほぼ海面上1,800~3,050 m であり、隣接する



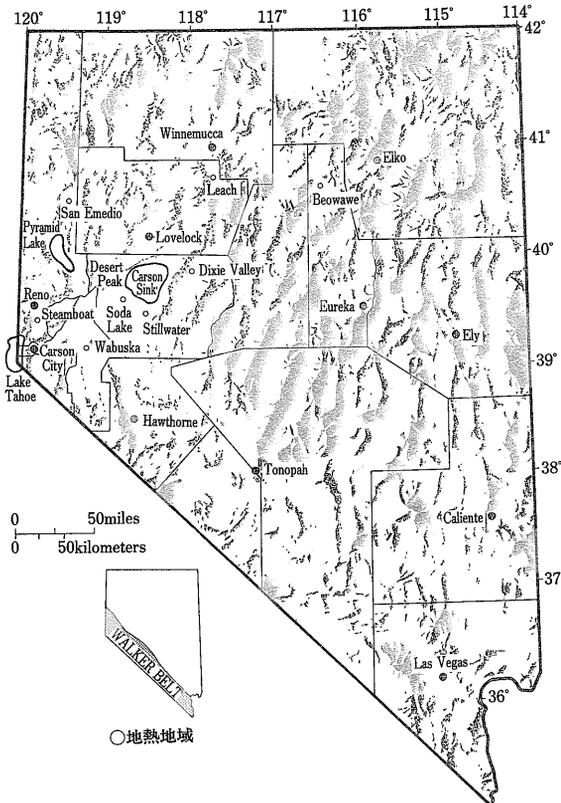
第3図 アメリカ西部の主要な地形学的特色
グレート・ベースンは、ベースン・アンド・レンジ地形区の一部であり内陸排水盆地を形成する。(Stewart, J. H (1980)による)

流域盆地の高度は1,200~1,500 mである。南端部では、山脈・流域盆地共に北部より600~900 m低い(Stewart J. H. 1980)。

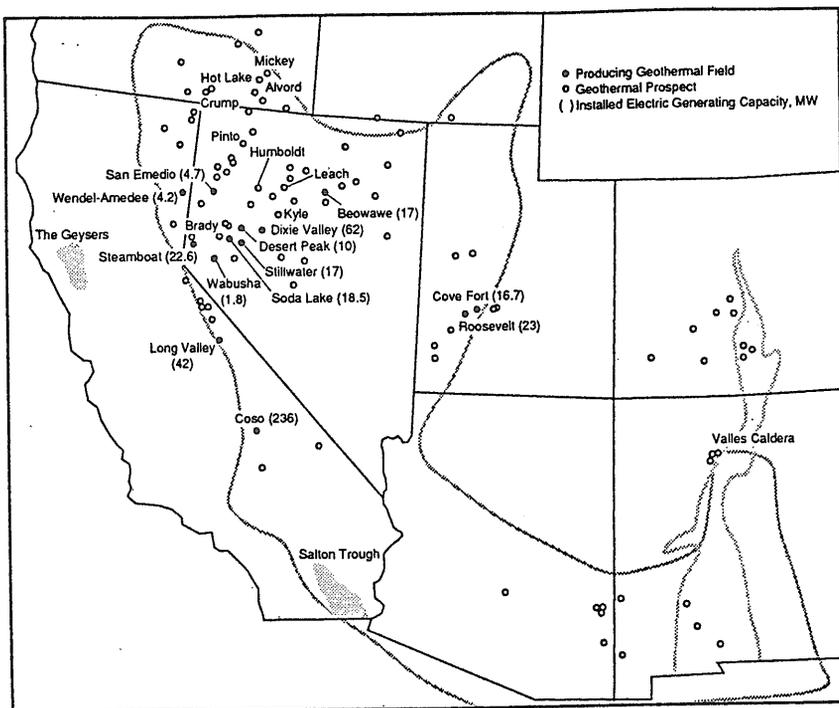
降水量は地域によって著しく変化し、緯度、経度および高度によって異なる。平均的な年間降水量は200~300 mmであるが、南部の乾燥した流域盆地では年間降水量は100 mm以下である。一方、シエラ・ネバタおよび北東部の高い山脈地帯では、年間降水量は平均で約750 mm、時に、1,100 mmに達することがある。雨期は通常11月から3月にかけての冬期であり、この季節には山脈部、とくに、北部山脈部では豪雪(年間積雪量約100 cm以上)があり、これが貴重な灌漑水源となっている(Houghton J. G. et al., 1975)。また、夏季の雷雨が短時間に著しい降水量(最大1時間900 mm)を記録することがあり、瞬時的洪水(flash flood)をもたらすことがある。流域盆地内のプラヤ(playa)は大雨または長びく降雨の時期には短命な湖となるが、年間を通じて殆ど湖水は涸れている。

3.2 グレート・ベースン内の地熱開発の現況

第5図はアメリカ中・南西部の地熱地域の分布を示したもので、ベースン・アンド・レンジ区およびリオ・グランデ・リフト内の主要な地熱有望地域



第4図 ネバタ州の土地形状と水系の特色を示す図(Stewart, J. H (1980)による)



第5図
ベースン・アンド・レンジ区およびリオ・グランデ・リフトの地熱地域と地熱開発地域の分布
・地熱開発地域
() は全上地域の設定容量：単位 MW
○地熱有望地域
(Wright, p. M. (1991)による)

第1表 グレート・ベースンの地熱発電所の設備容量

開 発 地 域	設備容量(MW)
Beowawe	17.0
Cove Fort	16.7
Roosevelt	23.0
Dixie Valley	62.0
Desert Peak	10.0
Stillwater	17.0
Soda Lake	18.5
San Emedio	4.7
Wendel Amedee	4.2
Steamboat	22.6
Wabska	1.8
Long Valley	42.0
Coso	236.0
合 計	475.5

第2表 米国既開発地熱区の設備容量

地熱区名	設備容量(MW)	百分比(%)
The Geysers	2043.0	70
Great Basin	475.5	16
Salton Trough	408.0	14
合 計	2926.5	100

と既開発地域が記載されている(Wright P. M., 1991)。北部、ベースン・アンド・レンジに相当するグレート・ベースン内には13地域で地熱発電所が稼働しており、その総設備容量は475.5 MWである(第1表)。

アメリカの地熱発電設備容量は合計2,926.5 MWで、その約70%はガイザース(The Geysers)であるが、グレート・ベースンは16%を占め、ソルトン・トラフ(Salton Trough)を凌ぐ(第2表)。グレート・ベースン地域では近い将来に、既知の熱水系から1,000 MW、新しく発見されるであろう熱水系から1,000 MW、計2,000 MWの地熱発電設備が稼働するものと期待されている(Wright P. M., 1991)。

3.3 グレート・ベースンの地質

グレート・ベースンには、先カンブリア紀より現世までの岩石がみられ、先カンブリア紀より中期古生代にかけての岩石は、この地形区の東部および南部にみられる。これらは主として浅海性の碎屑岩と炭酸塩岩から成り、その堆積物の厚さは東部(ネバ

タ州東部、ユタ州西部)で、6,000 mに達する。西部ネバタには古生代より中生代にかけての深海性頁岩および珪質シルト岩が分布する。これらはデボン紀(370 Mya)に始まり、中期中生代(170 Mya)まで続く一連の造山運動によって、東部の炭酸塩岩群の上に衝上している。グレート・ベースンの西端部は、中生代の花崗岩質深成岩からなり、シェラ・ネバタでその露出が良くみられる(Stewart J. H., 1980)。

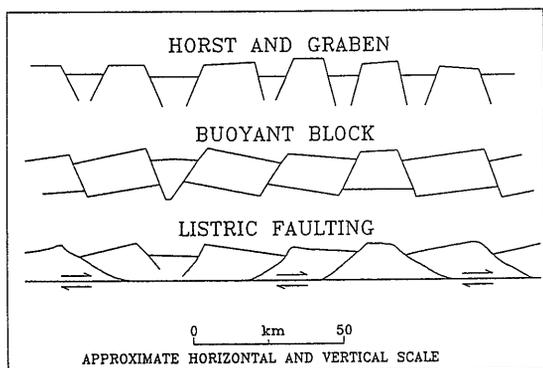
グレート・ベースンの流域盆地は近くの山脈から運ばれてきた堆積物で充たされており、山脈近くの粗粒の扇状地礫岩(fanglomerate)から、流域盆地中央部のプラヤにみられる極細粒のシルエット・粘土及び蒸発岩まで堆積物の粒度は著しく変化する。また、その厚さは3 kmに達するものと思われる(Flynn T. et al., 1990)。

広汎な火山活動は約4,300万年以前より西部ユタ州および東部ネバタ州で始まり、西方および南方へと拡がっていった。

約600万年以前頃から、火山活動もまばらになるとともに、バイモーダルな流紋岩質と玄武岩質のものから玄武岩質のものへと変化した。最近のものとしては、ネバタ州中・西部に10万年以降の玄武岩質安山岩熔岩流と噴石丘が知られている(Stewart J. H., 1980)。

火山活動とともに、4,300万年以前の頃から広汎な造構運動も始まった。この時代の岩石の露出が乏しいために、余りはっきりしないが、細長く伸びた山脈と流域盆地(谷間)から成る今日の地形を形成したベースン・アンド・レンジ断層運動は、約1,300万年以前より始まった広域的伸長造構運動の結果もたらされるものである。この断層地塊運動によって山頂から山頂までの間隔が25~35 kmのほぼ並行に走る山脈が形成されたが、それぞれの山脈は山塊の片側ないし両側を走る主要断層に沿って生じた垂直運動によってもたらされたものである。

この断層地塊運動の概念にもとづけば、断層運動は山塊の側面に限らず、山塊全体さらには流域盆地部にも分布する筈である。主要な構造ブロックは隣接する構造单元に対して移動した構造单元の集合体とみなすべきであるとする考えで、第6図のようなベースン・アンド・レンジの構造モデルが提案されている(Stewart, J. H., 1983)。



第6図 ベーズン・アンド・レンジの構造モデル (Stewart, J. H (1983)による)

Horst and Graben システムは個々の地壘が山をつくり、地溝が谷間をつくっている。Buoyant Block システムは基盤の傾動地塊が浮揚性のブロックとなって浮いたシステムである。Listric Fault システムは構造ブロックが曲線を描き下方に向かって平らになる(listric)断層に沿って回転したシステムである。多くのベーズン・レンジ・ブロックの特徴である主要ブロックの傾動運動は、Buoyant Block モデルと Listric Fault モデルからは容易に思い浮べられるが、適度の傾動運動は Horst and Graben モデルにも順応したものである。

この山脈に接する断層帯はしばしば地震活動の活発な部分に対応しており、マグニチュード6以上の大多数の地震は断層帯の深度6~15 kmの部分に震源が分布することが知られている(Thompson G. A. et al., 1989)。

この山脈に接する断層群は、また、地熱流体の対流のための主要通路をなすものと考えられている。

グレート・ベーズンの地殻の厚さは平均30 km、ところによっては24 km 程度で薄いと考えられており、かつ、この地殻の下上部マントルの地震波は速度7.3~7.8 km/sec と低い。後に述べるこの地域の高地殻熱流量とこの事実とを併せ考えれば、上部マントルには部分熔融が存在すると思われる(Thompson G. A. et al., 1989)。

地殻熱流量はグレート・ベーズンで1.7~2.5 HFU(71.2~104.7 mw/m²)と全般に高く、ところによって3.0 HFU(125.6 mw/m²)となる(Lachenbruch A. H. et al., 1977)。

このようにグレート・ベーズンは地殻熱流量が高

い上に、地殻上部の浸透率が高いので、地下水の深部への循環によってもたらされる地熱系の存在が多くの地点で認められている(Mifflin M. D., 1968)。

4. グレート・ベーズンの地熱流体

以上に述べたように、グレート・ベーズンは地殻熱流量が異常に高く、かつ、衝上断層と正断層が広く分布することで特色付けられる伸長テクトニクスの場合でもあり、地熱流体は深部へ浸透した地下水が加熱されながら循環してつくられたものと考えられる。しかしながら、地熱流体の起源については、なお幾多の疑問が残されており、物理・化学的水文地質学分野および貯留工学分野等にまたがる重要な研究課題とされている。地熱流体の涵養の問題はその1つであるが、降水量の少ない乾燥地帯に属するグレート・ベーズンのような地域での地熱開発には最も関心がもたれる問題である。

すでに、13地域で475.5 MW の地熱発電設備が稼働しており、近い将来さらに2,000 MW の設備の稼働が期待されるグレート・ベーズンにはネバタ州内だけでも900以上の温泉流出地点が知られている(Flynn et al., 1990)。

これらの相互の間の関連を理解するためには、或る規模の地熱系を考えて、そのなかでの物質収支、とくに、質量収支を調べてゆかねばならないが、その基本となるものに流体の涵養の問題がある。

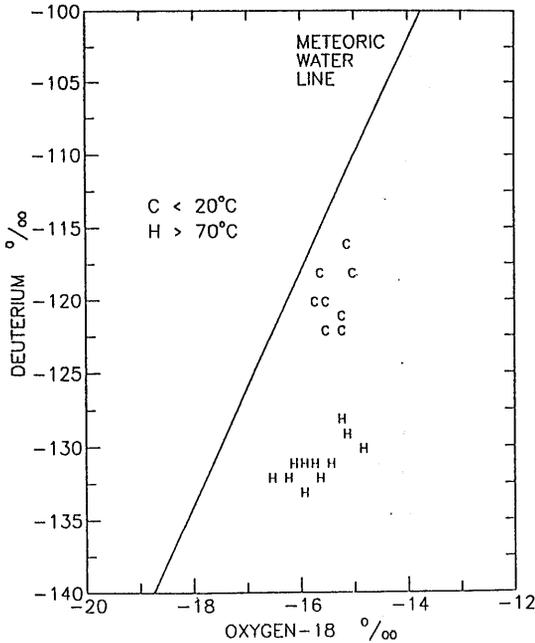
4.1 涵養源についてのこれまでの考え

地熱流体の涵養モデルの研究は、地熱開発の進展とともに旺んとなっているが、特に、Craig は酸素・水素の安定同位体を天然のトレーサーとして扱い、地熱流体の起源について種々の事実を明らかにした(Craig H., 1963)。

水素の安定同位体は酸素の安定同位体と比べて著しく反応性に乏しいので、地熱流体の涵養モデルの研究には好ましいトレーサーとして用いられている。

ところで、地熱流体の重水素濃度(δD)は地熱流体流出地点の降水の重水素濃度と比べて低く、重水素が涸渇していることが多い。

第7図はネバタ州中北部にある Beowawe 地熱地域でえられた結果であり、熱水試料には温泉および坑井より流出する地熱流体を、非熱水試料には



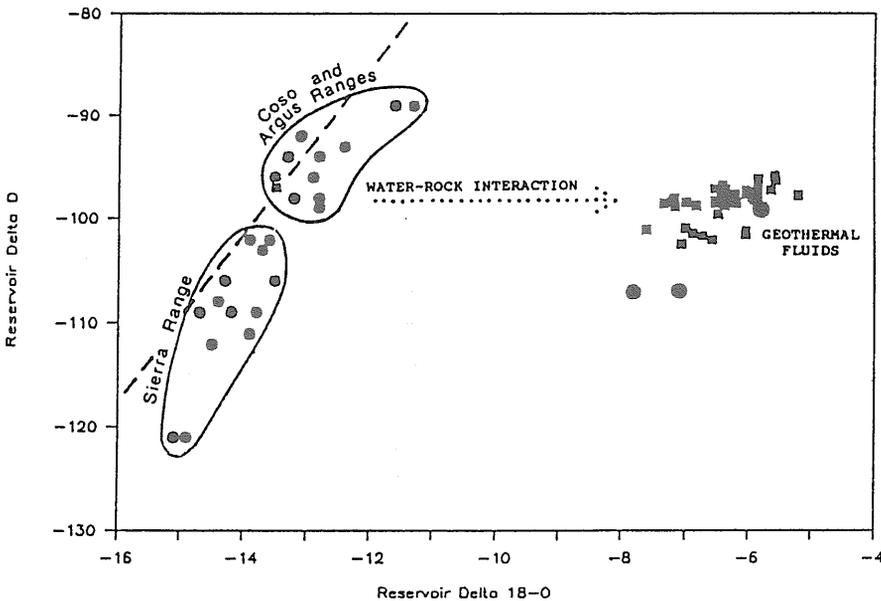
第7図 Beowaweの冷泉(C)および高温温泉と坑井より産出する高温地熱流体(H)の酸素・水素同位体比 (Flynn T. et al., (1990)による)

20°C以下の冷泉より流出するものを使用し、降水の代りの試料とみなしている (Flynn T. et al., 1990). 熱水と非熱水の間には明瞭な重水素シフトが見られるが、このような例は珍しくない。

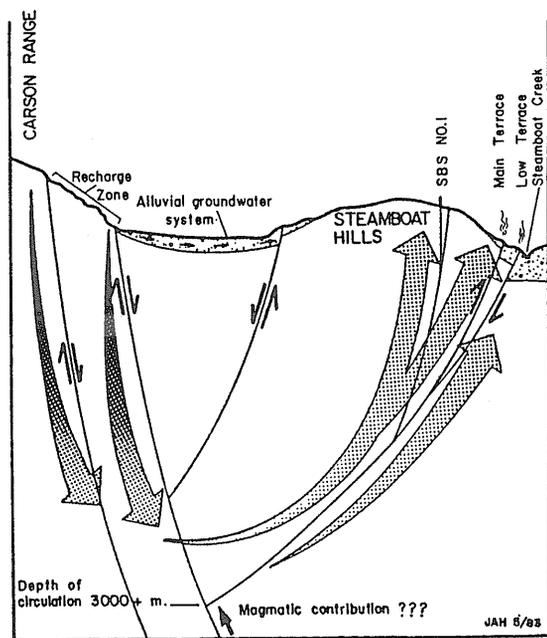
既知のように、2つの物質ないし相の間の同位体交換は、温度の変化(緯度・高度の関数)、凝縮落下の程度(蒸発源からの距離)によって著しい影響をうけるが、このほか動的効果・拡散・浸透・化学組成および結晶構造によって影響を受ける (Hoefs. J., 1987., 松葉谷., 1985). しかしながら、重水素組成について地下における同位体交換の影響は無視できる (松葉谷., 1985).

さて、先に述べた地熱流体がその流出地点の降水に比べて重水素が涵養しているという事実に対して、地熱流体の起源をめぐって、2つの学説がある。新しい降水を涵養源とするものと、古い降水を涵養源とするものである。

カリフォルニア州東部のコソ地熱地域の試掘井からえられた試料の重水素濃度はそこで新しい降水の重水素濃度よりも涵養しており、むしろ、そこから西方へ遙か離れたシェラ・ネバタの新しい降水の重水素濃度とほぼ等しいことから、高度1,980 m以上のシェラ・ネバタの傾面からの新しい降水がコソ地熱流体の涵養源であると、FournierとThompson(1980)は考えた。一方、WilliamsとMckibben(1990)はカリフォルニア・エナージ社の生産井からえられた試料の重水素濃度はFournierら(1980)の値より若干高く(重く)シェラ・ネバタより低いコソの北東方にあるコソ山脈(Coso Range)および東方にあるアーガス山脈(Argus Range)の新



第8図 コソの地熱流体および周辺部の冷泉(降水)の酸素・水素同位体比 ■はWilliamsとMckibbenのデータ ●はFournierとThompsonのデータ (Williams et al., (1990)による)



第9図 スティーム・ボード温泉の降水による温泉水の涵養モデル
(Yeamans, F (1983)による)

しい降水とほぼ等しいことを見出し、コソおよびアーガス山脈の新しい降水がコソ地熱流体の涵養源であると述べている(第8図)。ちなみにコソ地熱地域の標高は約1,300 mである。

スティームボード(Steamboat)地熱地域についても、Nehring(1980)は新しい降水と地熱流体の重水素濃度を調べ、地熱流体の重水素濃度がスティーム・ボード地域の冷泉の重水素濃度よりも潤渇しており、ここより西へ16 kmのカーソン山脈(Carson Range)の高度2,100 m付近の地域の冷泉と類似な値を示すことから、この付近の新しい降水が涵養源となっていると考えている。Nehring(1980)はまた、カーソン山脈の主要断層に沿って新しい降水が深部へ浸透し、加熱されたものがスティームボードの地熱流体であると結論付けている。第9図はこの関係を模式化したものである(Yeamans F., 1983)。この際、スティーム・ボードの東方にあるバージニア山脈(Virginia Range. 標高値1,900 m)の新しい降水が地熱流体の涵養に寄与していないとして除外しているわけではない。

Bell E. J.ら(1980)はディクシー・バレー(Dixie Valley)内の温泉とその周辺の冷泉および地下水の

重水素濃度の測定結果より、高度2,100 m以上の地域で涵養された新しい降水と2,100 m以下の高度の地域で涵養された新しい降水とが地下で加熱・混合されてディクシー・バレー温泉等に流出しているであろうと結論付けている。

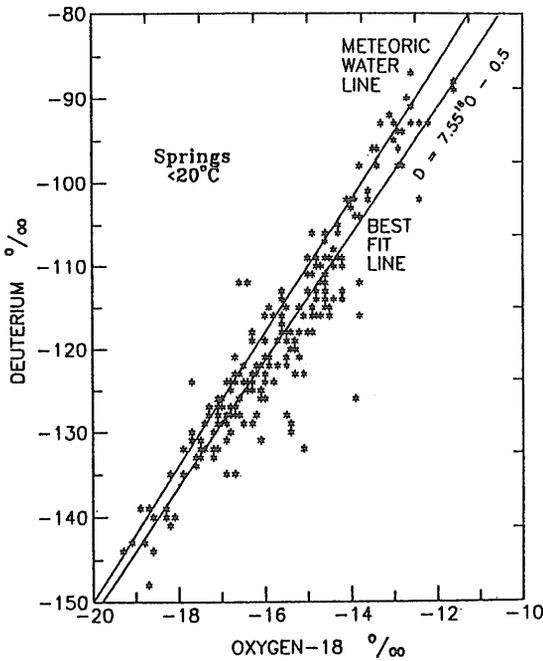
以上述べた例は単一の涵養源を考えるか、複数の涵養源を予想するかの違いはあるものの、何れも、地熱流体の重水素濃度が同じ高度の新しい降水のそれに比べて潤渇している原因を、より高い高度の山地で新しい降水が涵養されたためであると考えている。

しかしながら、流出地点の新しい降水と地熱流体との重水素濃度の差を説明出来る程、高度の高い涵養地と考えられるような高地が近くに見当たらない場合も多い。

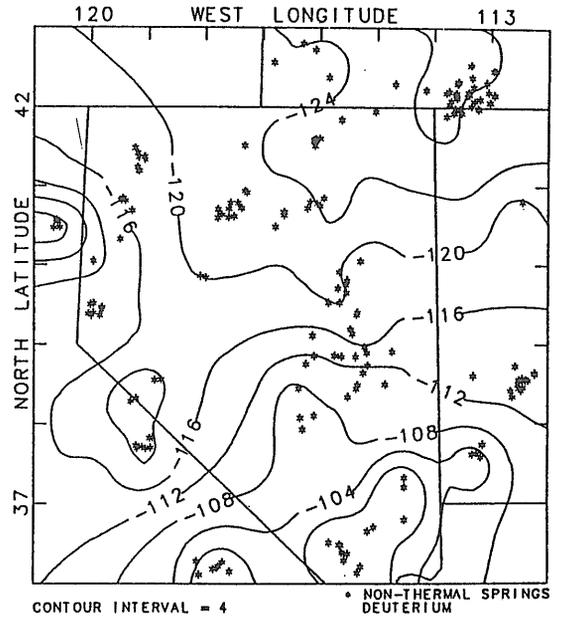
リーチ温泉(Leach Hot Spring)の場合、産出地熱流体の重水素濃度はリーチ温泉周辺にある冷泉の重水素濃度よりかなり低い。地熱流体の重水素濃度の潤渇が、高度の高い地域に新しい降水による涵養源があるためとすれば、そのような高い山地は温泉流出点から160 kmも離れたところにはしかない。もしも、このような高地で新しい降水が涵養されているのであれば、地下水の流速10 m/年としても、流出点に達するまでには少なくとも16,000年以上の年月を必要とすることになり、涵養された流体は古い水(Paleowater)である(Welch et al., 1981)。

Mariner et al., (1983)はグレート・ベースンの主要地熱地域(コソ等南部域を除く)について、150以上の温泉水についての地球化学的データをまとめている。その結果、新しい降水の重水素の組成は-110~-130‰であるにも拘らず、温泉のそれは殆ど-120~-140‰であり、エルコ(Elko)付近では、-145‰を示すものもある。重水素濃度が温度の関数であることから、この温泉水の涵養源をなす降水は、少なくとも平均気温が現在より2~3℃以上寒冷な時期のものであると考えている。約1万年以前に降水の同位体濃度が、突然それまでの潤渇した値から、ほぼ現在の値へと増加したことが知られている(Dansgaard et al., 1969)。グレート・ベースンの多くの温泉は少なくとも1万年以前の降水が涵養源となって現在流出していると考えられるべきであるとしている。

以上述べたように、地熱流体の多くは、流出地点



第10図 グレート・ベースンの冷泉の酸素・水素同位体比



第11図 グレート・ベースンの冷泉の重水素濃度の分布 (Flynn T. et al., (1990)による)

の新しい降水に比べ、重水素濃度が涵養していることが明らかにされている。しかし、この涵養の原因の解釈については、付近の高い山地への新しい降水が涵養源であるとする説(Nehring N. L., 1980, Fournier R. O. et al., 1980, Williams A. E. et al., 1990, Bell E. J. et al., 1980)と、多雨・氷期の降水が涵養されたとする説(Welch, A. H. et al., 1981, Mariner, R. H. et al., 1983)とに分れている。

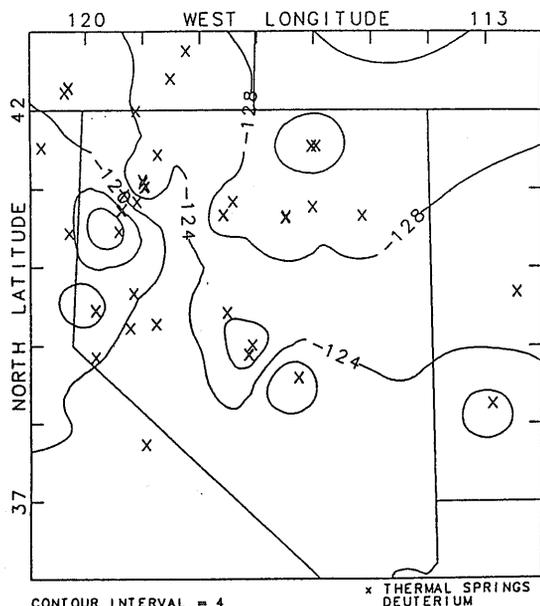
4.2 地熱流体の涵養解明についての試み

4.2.1 グレート・ベースン内の高温地熱流体と冷泉の同位体組成の分布

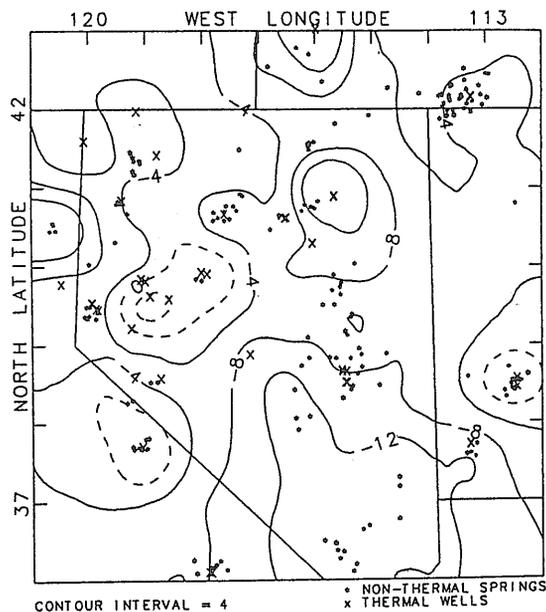
グレート・ベースンの地熱流体の涵養源を明らかにするため、地熱流体と新しい降水の同位体組成の地域的分布が系統的に調べられている(Flynn T. et al., 1990)。そのため、既存データを各機関の協力をえて系統的に収集し、データベース化するとともに、空白地域での温泉からの地熱流体の採集に加えて、地熱発電所(Dessert Peak, Beowawe, Soda Lake, Wabuska, Steamboatの各地熱発電所)および地熱の直接利用施設の生産井(Stemboat-Moana, Elko, Big Smoky Valley)からの試料の採集を行い、その同位体組成とともにその他の化学分析も行っている。

新しい降水については、その直接採取を一せいに往ることが難しいので、降水試料の代りとして、20°C以下の冷泉の試料を用いている。冷泉としては、不圧地下水盆床(basin floor)より上位の山地から流出する冷泉のみに限ることによって、地下水盆間の流れ(interbasin flow)による汚染を避けるようにしている。また、同様の理由から、坑井水からの冷泉試料も使用していない。

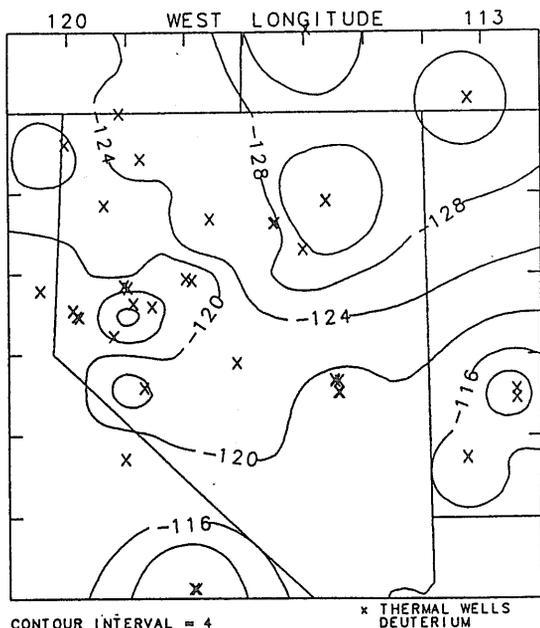
冷泉試料の酸素—水素同位体比の関係は、第10図のように、Craigの汎世界的天水線(Worldwide meteoric water line)と大体よい一致を示している。冷泉、すなわち、新しい降水の重水素濃度の分布は、第11図のように、最も重水素の涵養した降水(-124‰)は北東端付近に、重水素濃度の高い降水(-96‰)は南部にみられる。南から北へ向けて重水素濃度が全般的に減少する傾向がみられるが、これは緯度効果によるものと考えられるが、西から東へ向けて重水素濃度が涵養する傾向があるが、これは冬の嵐の通路(Track)に沿う凝縮落下(rain-out)によるものとされている。(冬にグレート・ベースンに降雨・雪をもたらす、東太平洋に発生し、アリユシアンよりグレート・ベースンの西北端を経て南東方向へ通過する嵐の中で起こる雨・雪の凝縮落下



第12図 グレート・ベーズンの高温温泉の重水素濃度の分布
(Flynn T. et al., (1990)による)



第14図 坑井よりの高温地熱流体の重水素濃度と冷泉の重水素濃度の差の分布
負のコンターは高温地熱流体の重水素濃度の方が潤渇していることを意味する
破線は冷泉の方が重水素濃度が低い範囲を示す
(Flynn T. et al., (1990)による)

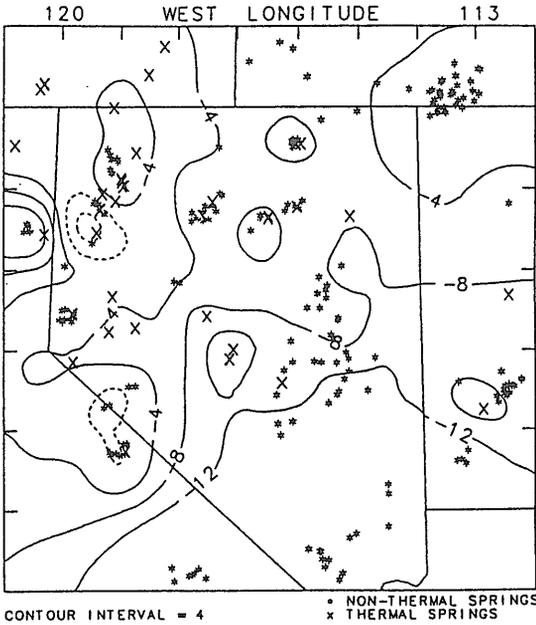


第13図 グレート・ベーズンの坑井より産出する高温地熱流体の重水素濃度の分布
(Flynn T. et al., (1990)による)

地熱流体の同位体組成の分布を調べるに当って、降水の影響を最少にするため80°C以上の温度の温泉水よりの試料に限定している。第12図はこのようにして求められた80°C以上の高温の温泉水の重水素濃度の分布を示したものであるが、全般的な傾向は冷泉の重水素濃度分布と似ており、降水の緯度効果と同様に北方に向けて潤渇する傾向と、西から東へ向けて潤渇する傾向があり、海岸からの距離の影響が見られる。第13図は坑井からえられた地熱流体の試料のみをプロットしたものである。冷泉および高温温泉水の重水素濃度分布と同様な傾向が残されており、深部循環とその加熱によって余り影響を受けていない様子に見える。

こうした傾向を除去するために、図面上のグリッド値の差し引きを行うことによって、坑井からの地熱流体と冷泉(新しい降水)との重水素濃度差を求めている。その結果が第14図である。図上で、正の値は冷泉が坑井よりの地熱流体より同位体的に潤渇している区域を、負の値は地熱流体が冷泉よりも同位体的に潤渇している区域を意味している。第14図によれば、グレート・ベーズンの北部および西部

によるもので、海岸からの距離の影響を示す)。地域西端のコンターの乱れはシェラ・ネバタの地形と関連したものである。

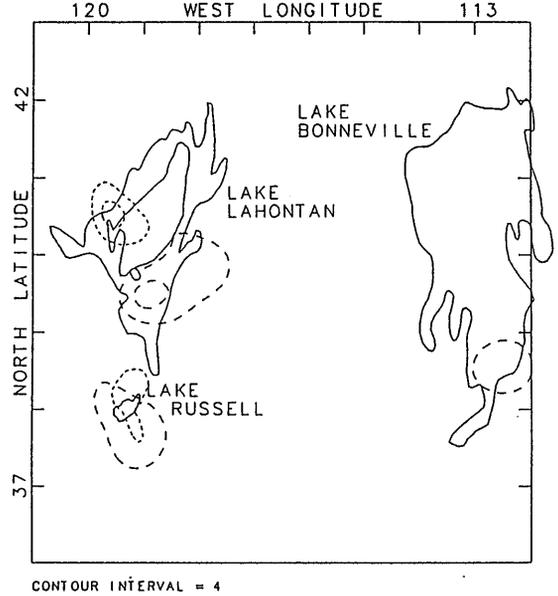


第15図 高温温泉水と冷泉の重水素濃度の差の分布
破線は冷泉の方が涵養する範囲を表わす
(Flynn T. et al., (1990)による)

では、地熱流体は冷泉(降水)に比べて-8~-12%と重水素濃度が涵養している(南東部には、80°C以上の高温の地熱流体を産出する坑井がないので、見掛上のものである。)一方、中西部、南西部および中東部には、地熱流体が冷泉より重水素濃度の高い正の範囲がある。ここでは、地熱流体に含まれる溶存塩類濃度、とくに、塩化ナトリウムの濃度が高い。第15図は、高温温泉水と冷泉の重水素濃度の差を同様にして求めたものである。高温温泉水と冷泉との重水素濃度差の分布状況は坑井からの高温地熱流体と冷泉との重水素濃度差の分布状況とはほぼ同じ傾向を示しているが、若干のコンターのずれがみられるとともに、高温温泉水の場合の方が坑井よりの高温地熱流体の場合に比べて、重水素濃度の涵養の割合が若干少なくなっている。

このような現象は、坑井よりの地熱流体はケーシングにより浅層が遮水され、降水による汚染が防止されているために起こったものと考えられる。逆に言えば、高温温泉水は若干なりとも新しい降水の影響を受けていると云えよう。

先の述べた第14図で中西部、中南部および中東部にみられる正の部分、すなわち高温地熱流体の重水素濃度が冷泉より高められている部分は、更新世



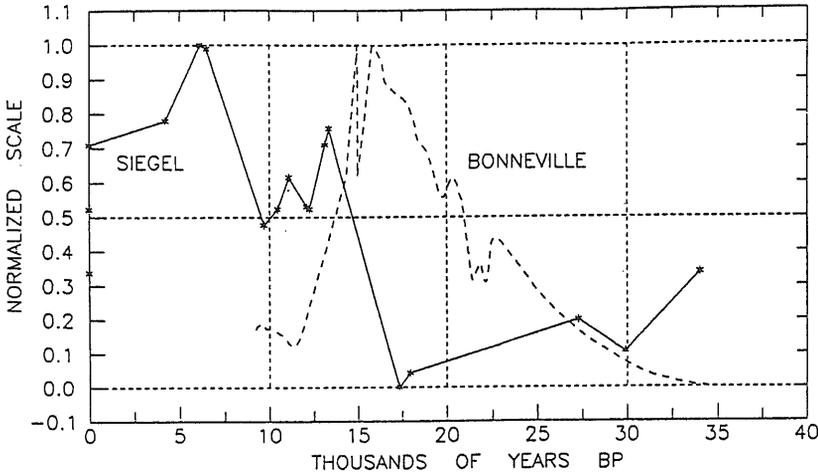
第16図 高温温泉水(短い破線)と坑井よりの高温地熱流体(長い破線)の重水素濃度が、冷泉の重水素濃度より高い範囲を示すコンターの分布と最終氷期の多雨期の湖面分布との関係
(Flynn T. et al., (1990)による)

の時期にグレート・ベースンに広汎に存在していた多雨湖のうち的主要なもの(Lake Bonnenille, Lake Lahontan, Lake Russell)の一部に該当している(第16図)。ここで蒸発による同位体とイオンの濃集が高温地熱流体中の重水素濃度と溶存塩類濃度を高めたものと思われる。つまり、更新世の時代の多雨湖の水が高温地熱流体の涵養に寄与していたと考えられる。

この種の高温地熱流体の重水素濃度が高められている一部の地点を除けば、グレート・ベースンの高温地熱流体の重水素濃度は新しい降水と比べて、全般として、6~12%程度涵養している。

4.2.2 地熱流体の重水素濃度の涵養と古気候との関連

先にも述べたように、グリーンランドの氷の研究より9,000年~11,000年以前の間には重い酸素・水素安定同位体に涵養した古い降水から現在の富化した降水へと移り変わったことが明らかにされている(Dansgaard et al., 1969)。この時期は大陸氷期の最終の主要後退期に該当する。このような気候変動は汎世界的な現象と考えられている。グレート・ベースンでも幾多の雪水学的研究は行われているが、氷の



第17図
スネーク山脈のモリネ
ズミの巣からえられた
重水素濃度の変化とボ
ンヌ・ビル湖の湖面
の変化との関係
(Flynn T. et al., (1990)
による)

安定同位体分析を伴うものは見当らない。

モリネズミ (packrat) の糞でかためた巣 (midden) の同位体組成と ^{14}C による年代とを測定することによって、気候変動と同位体濃度の変化の関係が調べられている。ネバタ州東部のスネーク山脈での研究で3.4万年以前の間で顕著な重水素濃度の潤渇が当時の降水にみられることが知られている (Siegel R. D., 1983)。またはネバタ州西部のペイントッド丘 (Painted Hill) の研究では、約2.5万年から1.2万年以前までの間の降水の重水素濃度がかなり潤渇していることが知られている (Flynn T. et al., 1990)。この時期はグレート・ベースンでも寒冷・湿潤な時期であったとされている。この多雨性の気候の終焉の時期はその場所の緯度・経度および高度によって若干の“ずれ”がありうるものが、年代測定値の若干の誤差とともに両者の差となっているものと思う。

一方、グレート・ベースンの4つの古湖水系についての湖水位年代学 (Lake-level Chronology) の研究で代表的多雨湖であるラホントン (Lahontan)、ボンヌビル (Bonneville)、ラッセン (Rusesell) の各湖水の湖面が現在の状態となったのは1万年以前からであることが明らかにされている (Benson, L. V. et al., 1990)。

第17図はボンヌビル湖の湖水位変動とこの湖水の南西の入江に接するスネーク山脈での packrat midden による重水素濃度の変化とが併記されたものである。湿潤、多雨な寒冷な気候による湖面上昇と降水の重水素濃度の潤渇とが時期的によい一致を示している。つまり、グレート・ベースンの微気

候にも汎世界的な気候的現象の痕跡が残されていると云える。グレート・ベースンにおいても汎世界的な更新世の気候変動の影響を受け、古い降水の重水素濃度が潤渇したことが予想される。

いま、Dixie Valley の地熱流体が3万年以前の降水が地熱勾配 $40^\circ/\text{km}$ の環境下で6.5 km まで浸透し、加熱されて 260°C の高温地熱流体となって、深度3 km の生産ゾーンから産したものと考えるならば、その浸透速度は約 0.3 m/年 である。この浸透速度は単位動水勾配の下で1 md (ミリ・ダシー) の媒質内を浸透する速度に相当し、通常地熱地域での値として不自然なものではないと云われている (Lachenbruch, A. H., et al., 1977)。ここに用いた地熱流体の年令は、仮定の成立および補正法についての議論はあるが、地熱流体の生産井から取り出した炭塩塩のスケールを試料として ^{14}C 年代決定法で求められたものである (Flynn T. et al., 1990)。

5. むすび

ここで扱った冷泉および高温地熱流体の重水素濃度はそれぞれの地点の代表値と考えているが、年変化および月変化等の比較的短い期間内の変化の影響について検討は行われているが、未だ完全なものとなっていない。この点は今後更に検討を進める必要があり、現段階では1万年以前の降水を起源とする説はまだ推論の域を出ない。しかしながら、1つの可能性として注目し値する。とくに、深部熱水を考える場合には、高温地熱流体の年令をどう考えるかは興味ある問題である。

降水の地下への浸透速度は年間0.5~3 m程度で大へん遅いと云われており(佐倉, 1989), 深部地熱流体は6 kmまで循環するものとして2千~1.2万年程度以前の降水の関与を否定出来ないであろう。松葉谷(1991)によれば, 大沼, 葛根田および松川発電所の地熱流体の重水素濃度はそこでの降水のそれと余り変らないとの事である。この事実は何を意味するかは今後の研究課題である。また, 火山ガスおよび海水・化石水の混入した地熱流体については重水素濃度の解釈が一段と複雑となる。このような地熱流体に対するアプローチの仕方でも考えてゆかなければならないであろう。

文 献

- Bell, E. J. and Larson, I. T., eds. (1980): Geothermal Reservoir Assessment Case Study, Northern Basin and Range Province, Northern Dixie Valley, Nevada, Vol. III, Mackay Minerals Institute, Univ. of Nevada, Reno, 117p.
- Craig, H. (1963): The Isotope Geochemistry of Water and Carbon in Geothermal Areas. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 53p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Moller, J. and Langway, Jr., C. C. (1969): One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet, *Science*, Vol. 166, p377-381.
- ENEL (1976): Geothermoelectric Power Plants of Larderello and Monte Amiata, Electric Power from Endogenous Steam, Serie Grandi Impianti ENEL 3, 50p
- Flynn, T. and Buchanan, P. K. (1990): Geothermal Fluid Geneses in the Great Basin, Univ. of Nevada, Las Vegas, Environmental Research Center, Division of Earth Sciences, Rpt. 90 R1, 141p.
- Fournier, R. O. and Thompson, J. M. (1980): The Recharge Area for the Coso, California, Geothermal System Deduced from δD and $\delta^{18}O$ in Thermal and Non-Thermal Waters in the Region, U. S. G. S. Open File Rpt. 80-454, 25p.
- Hoefs, J. (1980): Stable Isotope Geochemistry, 3rd. ed. Springer-Verlag, 208p.
- Houghton, J. G., Sakamoto, C. M. and Gifford, R. O. (1975): Nevada's Weather and Climate, Nevada Bureau of Mines and Geology, Special Pub. 2.
- Karst, G. B., Campana, M. E. and Jacobson, R. L. (1988): A Mixing-Cell Model of the Hydro-thermal Flow System, Northern Dixie Valley, Nevada, G. R. C. Trans. Vol. 12, p. 167-174.
- Lachenbruch, A. H. and Sass, J. H. (1977): Heat Flow in the United States and the Thermal Regime of the Crust, Geophys. Monograph Series, Am. Geophys. Union, 20, The Earth's Crust, p. 626-675.
- Mariner, R. H., Presser, T. S. and Evans, W. C. (1983): Geochemistry of Active Geothermal Systems in the Northern Basin and Range Province, G. R. C. Special Rpt. No. 13, p. 95-119.
- Miffin, M. D. (1968): Delineation of Ground-Water Flow Systems in Nevada, Univ. of Nevada Systems, Desert Research Institute, Water Resources Center, Pub. #42004, 111p.
- Nehring, N. L. (1980): Geochemistry of Steamboat Springs, Nevada, U. S. G. S. Open File Rpt. 80-887, 61p.
- Siegel, R. D. (1983): Paleoclimatic Significance of D/H and $^{13}C/^{12}C$ Ratio in Pleistocene and Holocene Wood, Univ. of Arizona, Masters Thesis, 105p.
- Stewart, J. H. (1980): Geology of Nevada, Nevada Bureau of Mines and Geology, Special Pub. 4, p. 7-8.
- Stewart, J. H. (1983): Cenozoic Structure and Tectonics of the Northern Basin and Range Province, California, Nevada and Utah, G. R. C. Special Rpt. No. 13, p. 25-40.
- Thompson, G. A., Catchings, R., Goodwin, E., Holbrook, S., Jarchow, C., Mann, C., McCarthy, J. and Okayama, D. (1989): Geophysics of the Western Basin and Province, Geol. Soc. of Am., Memoir 172, p. 177-203.
- Welch, A. H. Sorey, M. L. and Olmstead F. H. (1981): The Hydrothermal System in Southern Grass Valley, Pershing County, Nevada, U. S. G. S. Open File Rpt. 81-915, 193p.
- Williams, A. E. and Mckibben, M. A. (1990): Isotopic and Chemical Constraints on Reservoir Fluids from the Coso Geothermal Field, California, G. R. C. Trans. Vol. 14, Part II. p. 1545-1552.
- Wright, P. M. (1991): Exploration Potential for New Hydrothermal Resources for Electrical Power Generation in the 48 Contiguous United States, G. R. C. Trans. Vol. 15, p. 217-228.
- Yeaman, F. (1983): Basin and Range Geothermal Hydrology, an Empirical Approach, G. R. C. Special Rpt. No. 13, p. 159-176.
- 地熱調査会(1971): 地熱発電の地上設備について, 地熱, 別冊第4号 p14-19.
- 川村政和(1985): 九州中央部涌蓋山周辺における地熱構造について 地調報告第264号 “豊肥地熱地域における研究” p351-382.
- 松葉谷治(1991): 熱水の地球化学 裳華房139p.
- 松葉谷治(1985): 地熱水の同位体地球化学 1 地熱エネルギー 第10巻2号 p25-39.
- 森 康夫・陶山淳治(1980): 地熱エネルギー読本 オーム社232p.
- 大谷勝裕・門田安弘・高須一弘・広渡和緒・高野雅郎(1991): アメリカハワイ地熱調査団報告書, 5, 立地, 環境 地熱27巻5号 p51-71.
- 佐倉保夫(1989): 浸透. “水循環と水収支” 気象研究ノート第167号 p47-57.

SUYAMA Junji (1992): GEOTHERMAL RESOURCES IN GREAT BASIN with special reference to the studies of recharge for hydrothermal system.

<受付: 1992年4月15日>